

DOI:10.16030/j.cnki.issn.1000-3665.2019.04.07

基于 CFP 的岩溶管道流溶质运移数值模拟研究

杨 杨¹, 赵良杰^{1,2}, 苏春田¹, 夏日元¹

(1. 中国地质科学院岩溶地质研究所/国土资源部广西岩溶动力学重点实验室, 广西 桂林 541004;
2. 中国地质大学(北京)水资源与环境学院, 北京 100083)

摘要: 多重岩溶含水介质的复杂性导致岩溶地下水流动及溶质运移的数学模拟成为地下水研究难点之一。为了探讨岩溶多重含水介质中地下水流溶质运移特征, 文章构建了管道流 CFP 水流模型和 MT3DMS 溶质运移三维耦合数值模型。在阐述管道流 CFP 和 MT3DMS 基本原理的基础上, 通过建立水文地质概念模型算例(1 个落水洞、4 个直管道), 探讨岩溶管道水流及溶质运移规律, 分析讨论不同水文地质参数对浓度穿透曲线的影响。研究结果表明: 管道流 CFP 模型能够刻画岩溶管道与基岩裂隙水流交换特征, MT3DMS 模型能够模拟穿透曲线的拖尾现象, 符合实际岩溶区特征。随着水力梯度、管道直径及管道渗透系数增大, 孔隙度减小, 浓度曲线峰值越大, 峰值到达时间越快, 浓度穿透曲线越对称。得出结论: 耦合 CFP 水流模型和 MT3DMS 溶质运移模型能够刻画岩溶管道流溶质运移规律, 为研究岩溶复杂介质污染物运移特征提供一种思路和途径。

关键词: CFP 管道流; 溶质运移; 浓度穿透曲线; 耦合模型; 岩溶

中图分类号: P642.254

文献标识码: A

文章编号: 1000-3665(2019)04-0051-07

A study of the solute transport model for karst conduits based on CFP

YANG Yang¹, ZHAO Liangjie^{1,2}, SU Chuntian¹, XIA Riyuan¹

(1. Key Laboratory of Karst Dynamics, Ministry of Land and Resources/Guangxi Institute of Karst Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Guilin, Guangxi 541004, China;

2. School of Water Resources and Environment, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China)

Abstract: To study the characteristics of solute transport for karst conduits, a coupling method of conduit flow process (CFP) and the modular three-dimensional transport model (MT3DMS) is proposed. For the purpose of probing into the impacts of hydrogeological parameter on solute transport for karst conduits, based on analysis of the fundamentals of CFP and MT3DMS, the authors established the concept model with one sink hole and four conduits. The results of the coupling model show that the CFP model permits the exchange of groundwater between matrix and pipe, and the tailing feature of the breakthrough curve for karst conduits is well depicted. With the decreasing effect from porosity and the increasing effect from pipe diameter and the increasing pipe conductance and hydraulic gradient, the curve peak became larger, and the time to reach the peak becomes quicker and the symmetry of the curve is more apparent. Thus, the coupling model of CFP and MT3DMS can depict the characteristics of solute transport for karst conduits, but cannot simulate the multi-peak curve. How to generalize the physical characteristics of karst conduits is a way to resolve the multi-peak issues.

收稿日期: 2018-09-14; **修订日期:** 2019-03-22

基金项目: 国家自然科学基金项目(41502252); 中央高校基本科研业务费专项经费资助(JYYWF20180402); 中国地质调查局地质调查项目“湘江上游岩溶流域 1:5 万水文地质环境地质调查”(DD20160303); 广西基金联合资助培育项目(2018JJA150153)

第一作者: 杨杨(1988-), 女, 硕士, 助理研究员, 主要从事岩溶水循环与水资源评价研究。E-mail: yang@karst.ac.cn

通讯作者: 赵良杰(1986-), 男, 博士研究生, 助理研究员, 主要从事岩溶水循环与水资源评价研究。E-mail: zhaoliangjie@karst.ac.cn

Keywords: conduit flow process; solute transport; concentration breakthrough curve; coupling model; karst

在我国西南地区,多重岩溶含水介质常由基岩裂隙和岩溶管道构成,水动力场非常复杂^[1],传统的地下水数值模拟难以刻画岩溶地下水流特征^[2-3]。Shoemaker 等在 MODFLOW-2005 开源程序的基础上增加管道流程程序 (Conduit Flow Process, CFP), 分别应用 Hagen-Poiseuille 方程和 Darcy-Weisbach 方程描述岩溶管道介质中层流和紊流运动^[4-5]。CFP 能够刻画岩溶管道特征和快速的优先流,适用于复杂的多重岩溶含水介质。许多学者运用理想模型对 CFP 性能进行测试;Hill 等^[6]通过对比传统等效多孔介质模型和管道流 CFP 模型(双重介质),基于观测和模拟流量结果比较,得出的管道流程模拟更加精确;Gallegos 等^[7]基于物理沙箱模型和 Woodville 岩溶区观测数据,运用 CFP 模拟泉流量,得出管道流程能够模拟岩溶泉流量动态特征;Giese 等^[8]应用 CFP 模型研究管道中水流的紊流运动特征;常勇^[9]基于 MODFLOW-CFP 模型模拟岩溶含水层内管道-裂隙二元结构水文过程,并提出一种新的水箱——CFP 组合模型;焦友军等^[10]采用 CFP 模型模拟岩溶含水系统在暴雨期的响应过程。

CFP 模型也可用于研究溶质运移特征。Faulkner 等^[11]利用实验室物理模型和数值模型研究基岩裂隙和岩溶管道双重介质溶质运移特征和交换规律,将岩溶含水层分为两个区域(基岩裂隙和岩溶管道区),地下水在基岩裂隙区符合达西定律,而在岩溶管道内满足 Navier-Stokes 方程,数值模拟的水头分布、流量和溶质运移特征与物理实验结果一致。Ghasemizadeh 等^[12]对岩溶区等效介质、裂隙介质及管道介质水流模型和溶质运移模型进行总结。等效介质和裂隙介质模型所需数据少,概化岩溶介质内部结构特征建模方便,但不能刻画水量和水质的空间分布特征;等效介质模型不适应于岩溶区,而在等效介质基础上耦合分布式管道(CFP)模型能够模拟管道-裂隙介质水流系统,但对模型数据和参数需求较高。模块化三维溶质迁移模型(The modular three-dimensional transport model, MT3DMS),是国际上应用最广的地下水系统污染物迁移模拟程序^[13-15]。基于岩溶管道流程程序研究岩溶管道裂隙水流运动较为成熟^[16-18],但结合污染物在管道中的运移特征研究相对较少。

本文的目的是以概念模型为例,通过耦合 CFP 和 MT3DMS 研究岩溶管道流溶质运移特征,并讨论管道

参数如管道直径、水力梯度及水流交换系数对溶质运移模拟结果的影响,以期更好地理解实际岩溶区溶质运移现象。

1 研究方法

1.1 管道流模型(CFP)

CFP 模型是在孔隙介质层流模型(MODFLOW-2005)基础上耦合离散的管道网络,符合西南岩溶区双重介质水流系统^[19-20](图1)。

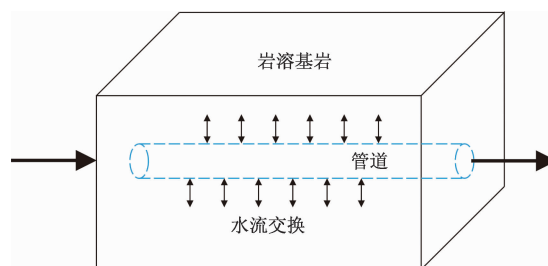


图1 CFP 原理示意图

Fig. 1 Schematic diagram showing the principle of CFP

孔隙介质层流模型基于单元中心有限差分法,层流模型地下水在三维空间的流动符合达西定律,公式如下:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) \pm W = S_s \left(\frac{\partial h}{\partial t} \right) \quad (1)$$

式中: K_{xx} 、 K_{yy} 、 K_{zz} ——渗透系数在 x 、 y 、 z 方向上的分量/ $(\text{m} \cdot \text{d}^{-1})$;

h ——水头/ m ;

W ——单位体积流量,代表流进汇和来自源的水量/ d^{-1} ;

S_s ——孔隙介质的贮水率/ m^{-1} ;

t ——时间/ d 。

式(1)假设地下水流无黏性,密度不变,不可压缩且属于达西流。渗透系数的主轴方向与坐标轴方向一致。加上相应的初始条件和边界条件,构成地下水孔隙介质数学模型。MODFLOW-2005 提供多种数值方法求解线性及非线性给定水头边界、给定流量边界及第三类边界条件。

管道系统是由节点和圆柱形管道组成,可参考 Shoemaker 等发表的 CFP 使用手册。根据体积守恒定律,每一个节点水流状态可应用 Kirchhoff 定律描述(式2)。当管道水流处于层流状态时,应用 Hagen-

Poiseuille(式3)描述;管道水流处于紊流状态时,应用 Darcy-Weisbach(式4)描述,CFP 应用式(5)计算管道与岩溶基岩水流交换。

$$0 = \sum_{i=1}^{np} Q_{ip} - Q_{ss} \quad (2)$$

$$Q_{ip} = - \frac{\pi d^4 g \Delta h_c}{128 \nu \Delta l} \quad (3)$$

$$Q_{ip} = - \sqrt{\frac{|\Delta h_c| g d^5 \pi^2}{2 \Delta l}} \ln \left(\frac{2.51 \nu}{\sqrt{2 |\Delta h_c| g d^3}} + \frac{k_c}{3.71 d} \right) \frac{\Delta h_c}{|\Delta h_c|} \quad (4)$$

$$Q_{ex} = \alpha_{ex} (h_c - h_m) \quad (5)$$

式中: Q_{ip} ——从管道 i 到管道 n 的流量/($\text{m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$);

Q_{ss} ——所有节点源汇项流量总和/($\text{m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$);

d ——管道直径/m;

g ——重力加速度/($\text{m} \cdot \text{d}^{-2}$);

Δh_c ——管道水头损失/m;

ν ——水动力黏滞系数/($\text{m}^2 \cdot \text{d}^{-1}$);

Δl ——管道长度/m;

k_c ——管道平均粗糙度,与管道壁形态有关;

Q_{ex} ——管道与基岩交换水量/($\text{m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$),值为负表示水流从基岩流向岩溶管道,值为正表示水流从管道流向基岩含水层;

α_{ex} ——管道渗透系数/($\text{m}^2 \cdot \text{d}^{-1}$);

h_c ——管道内水头/m;

h_m ——基岩水头/m。

1.2 模块化三维溶质迁移模型(MT3DMS)

MT3DMS 是国际上应用最广的地下水系统污染物迁移模拟程序(对流、弥散及生化反应等),该模型能够灵活有效地处理各种源汇项和边界条件,适用于承压、无压及承压-无压含水层中的污染物运移问题。偏微分式(6)用于描述污染物 k 在三维非稳定流系统中的溶质运移特性。

$$R \frac{\partial (\theta C^k)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\theta D_{ij} \frac{\partial C^k}{\partial x_j} \right) - \frac{\partial}{\partial x_i} (\theta v_i C^k) + q_s C_s^k + \sum R_n \quad (6)$$

式中: R ——阻滞因子,无量纲;

θ ——含水介质孔隙度,无量纲;

C^k ——水中的污染物 k 的浓度/($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$);

t ——时间/d;

x_i, x_j ——空间坐标/m;

D_{ij} ——水动力弥散系数张量/($\text{m}^2 \cdot \text{d}^{-1}$);

v_i ——地下水渗透流速/($\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$);

q_s ——源(正值)或汇(负值)的单位流量/ d^{-1} ;

C_s^k ——污染物 k 的源或汇的浓度/($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$);

$\sum R_n$ ——化学反应项/($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{d}^{-1}$)。

MT3DMS 采用模块化的结构子程序包来实现不同功能。不包括求解地下水方程的子程序,通过任何块中心有限差分流模型的输出结果来获得地下水位资料,如 MODFLOW 等。其中子程序包主要包括基本运移子程序包(BTN)、水流模型接口包(FMI)、对流子程序包(ADV)、弥散子程序包(DSP)、源汇项子程序包(SSM)、化学反应子程序包(RCT)、GCG 迭代求解程序包(GCG)及实用工具子程序包(UTL)。

2 概念模型

管道流 CFP 中概念模型分为两层,含水层由基岩网格和管道组成。第一层表示潜水含水层,第二层表示承压含水层,管道设置在第二层,每层厚 20 m(图2)。网格大小 10 m × 10 m,共计 47 列,31 行。水平渗透系数为 1 m/h,垂向各向异性比为 10,潜水含水层给水度为 0.1,承压含水层储水系数为 0.000 1。模型第 1 列和第 47 列为给定水头边界,其余为零通量边界。其中管道 P1 至管道 P4,管道直径分别为 0.2 m、0.3 m、0.4 m 和 0.5 m,弯曲度为 1,管道粗糙度为 0.001,下临界雷诺数为 2 000,上临界雷诺数为 4 000。节点 N1 至节点 N5 渗透系数 α_{ex} 为 0.1 m^2/h 。

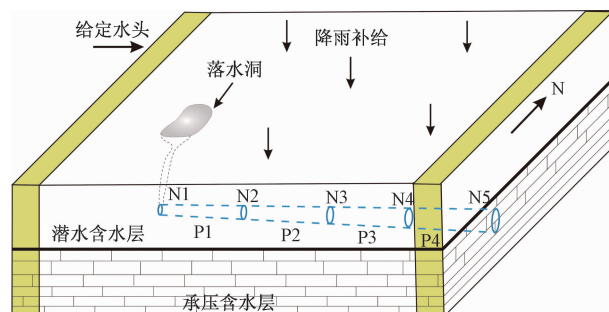


图2 管道流 CFP 概念模型

Fig.2 Conceptual model for CFP

应力期分为 8 个,暴雨期前 10 h 平水期为第一应力期,第二至第七应力期暴雨期间隔 4 h,暴雨后持续模拟 686 h,共计 30 d,落水洞处 N1 节点为集中降雨补给,其余为地表降水面状补给。在没有降雨情况下,第二层含水介质等水位线图如图 3 所示,其中第 1、47 列为给定水头边界,水流自左向右流动,等水位线在管道处有突变。由于水力梯度大,管道处于承压状态,雷

诺数最小为 37 047,水流为紊流状态。

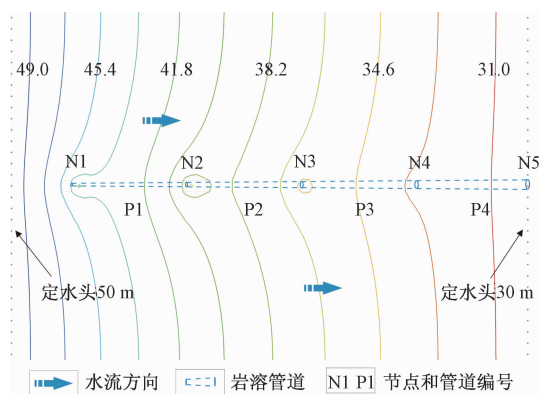


图 3 岩溶含水层第二层等水位线图

Fig. 3 Contours of groundwater level in the 2th layer of the karst aquifer

从表 1 可以看出,在模型末期,节点 N1、N2、N3、N4 处管道水头低于周围基岩含水层水头(N5 为给定水头),水流从周围含水层向管道径流,管道为承压状

态,其中节点 N1 接受含水层补给为 $187.10 \text{ m}^3/\text{h}$,并流向管道 P1;节点 N2 接受含水层补给 $296.29 \text{ m}^3/\text{h}$,管道 P1 补给 $187.10 \text{ m}^3/\text{h}$,并流向管道 P2;节点 N3 接受含水层补给 $224.39 \text{ m}^3/\text{h}$,管道 P2 补给 $483.39 \text{ m}^3/\text{h}$,并流向管道 P3;节点 N4 接受含水层补给 $124.24 \text{ m}^3/\text{h}$,管道 P3 补给 $707.78 \text{ m}^3/\text{h}$,并流向管道 P4,节点 N5 流出量为 $832.02 \text{ m}^3/\text{h}$,满足守恒定律(式 5)。在此水流模型基础上运行 MT3DMS 模型,为模拟岩溶区示踪试验,仅在落水洞处第一应力期示踪剂浓度为 100 mg/L ,其余初始浓度为 0。不考虑化学反应情况下,选择对流、弥散及源汇项子程序包。孔隙度为 0.1,纵向弥散度为 100 m ,横向弥散度为 10 m ,垂向弥散度为 1 m 。Field 计算出岩溶地区弥散系数介于 $0.08 \sim 1 \text{ m}^2/\text{s}$ ^[21],而在实际工作中,通过示踪试验计算岩溶管道内流速介于 $0.002 \sim 1.121 \text{ m/s}$ (计算管道平均直径和出口流量),弥散度介于 $1 \sim 500 \text{ m}$ 之间,因此弥散度设置为 100 m 是合理的。

表 1 模拟末期水流交换特征

Table 1 Characteristics of water exchange between conduit and matrix

模型末期	管道水头/m	基岩水头/m	基岩补给/ $(\text{m}^3 \cdot \text{h}^{-1})$	流向 P1/ $(\text{m}^3 \cdot \text{h}^{-1})$	流向 P2/ $(\text{m}^3 \cdot \text{h}^{-1})$	流向 P3/ $(\text{m}^3 \cdot \text{h}^{-1})$	流向 P4/ $(\text{m}^3 \cdot \text{h}^{-1})$
N1	34.92	46.83	187.10	-187.10			
N2	32.78	42.21	296.29		-483.39		
N3	31.12	38.26	224.39			-707.78	
N4	30.33	34.29	124.24				-832.02
N5	30.00	30.00	0.00				

分别对比模拟 N2 至出口 N5 处浓度运移曲线(图 4),N2、N3、N4、N5 处距离投放点距离分别为 100, 200, 300, 400 m。从图 4 中可以看出,管道中溶质运移存在明显拖尾现象,且距离越长拖尾越明显;距离越短峰值浓度越大,到达峰值的时间越短,符合实际岩溶区示踪试验穿透曲线。

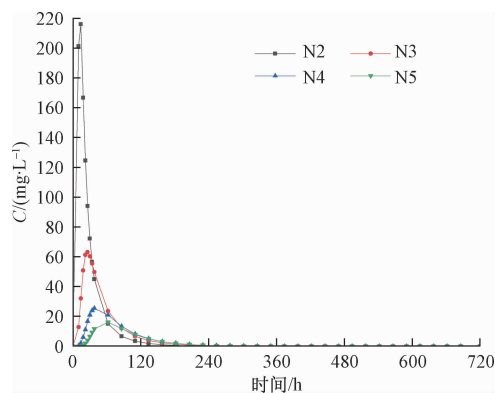


图 4 不同距离接收点浓度曲线

Fig. 4 Concentration curves at different distances

3 讨论

为研究不同水文地质参数对溶质运移的影响,选取管道 P3 中点距离投放点 250 m 处为研究对象,探讨孔隙度、弥散系数、水力梯度、管道直径和管道渗透系数对溶质穿透曲线的影响。由于岩溶区浓度穿透曲线存在拖尾现象,为评估曲线的拖尾情况,引入偏态系数 SK ,该参数是研究曲线不对称程度的统计参数(式 7)。当偏态系数为 0 时,表示浓度穿透曲线完全对称分布;当偏态系数大于 0 时,表示浓度穿透曲线为正偏态;当偏态系数小于 0 时,表示浓度穿透曲线为负偏态。

$$SK = \frac{\sum_{i=1}^N (C_i - \bar{C})^3}{\sigma^3 \cdot N} \quad (7)$$

式中: SK ——偏态系数;

C_i ——第 i 个浓度值/ $(\text{kg} \cdot \text{m}^{-3})$;

$\bar{C}$ ——浓度平均值/ $(\text{kg} \cdot \text{m}^{-3})$;

σ ——均方差;
 N ——个数。

3.1 含水层孔隙度对溶质运移的影响

保持其它参数不变,选取孔隙度分别为 0.250、0.100、0.075 时,对比不同孔隙度接收点浓度曲线变化(图 5)。从图 5 可以看出,当 θ 为 0.25 和 0.1 时,浓度穿透曲线轻微不对称,而 θ 当为 0.075 时,浓度曲线显著不对称,且拖尾较长。随着孔隙度的增大,浓度曲线峰值依次为 12.51、30.68、40.53 mg/L,峰值到达时间依次为 86、38、30 h,曲线历时时间依次为 710、484、388 h,偏态系数分别为 1.58、1.25、0.98。孔隙度越小,浓度曲线峰值越大,峰值到达时间越快,曲线历时时间越短,浓度穿透曲线越对称。

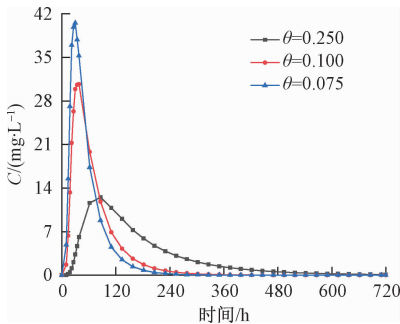


图 5 不同孔隙度接收点浓度曲线

Fig.5 Concentration curves with different porosities

3.2 不同水力梯度对溶质运移的影响

保持其它参数不变,选取水力梯度 i 分别为 0.01、0.04、0.10 时,对比不同水力梯度接收点浓度曲线变化(图 6)。随着水力梯度增大,浓度曲线峰值依次为 4.55、30.68、82.52 mg/L,峰值到达时间依次为 134、38、18 h,曲线历时时间依次为 720、484、220 h,偏态系数分别为 0.74、1.25、0.52。水力梯度越大,浓度曲线峰值越大,峰值到达时间越快,曲线历时时间越短。

3.3 管道直径对溶质运移的影响

保持其它参数不变,选取管道直径 d 分别为 0.01、0.10、0.50 时,对比不同管道直径接收点浓度曲线变化(图 7)。随着管道直径增大,浓度曲线峰值依次为 16.09、27.56、29.32 mg/L,峰值到达时间依次为 38、34、38 h,曲线历时时间依次为 412、460、508 h,偏态系数分别为 1.02、1.14、1.30。管道直径越大,浓度曲线峰值越大,峰值到达时间基本相同。

3.4 管道渗透系数 α_{ex} 对溶质运移的影响

保持其它参数不变,选取管道渗透系数 α_{ex} 分别为 0.01、0.10、1.00 时,对比不同管道渗透系数接收点浓

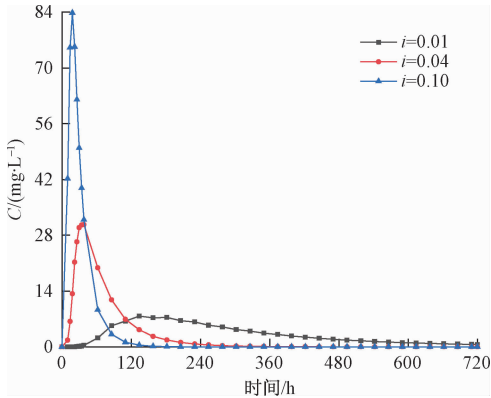


图 6 不同水力梯度接收点浓度曲线

Fig.6 Curves with different hydraulic gradients

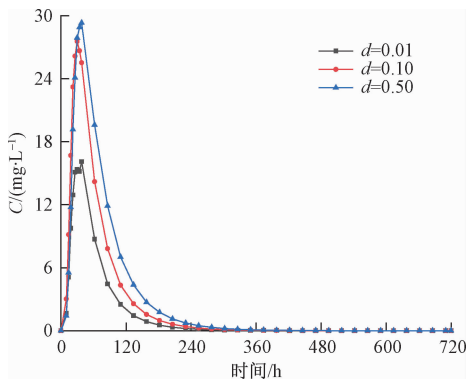


图 7 不同管道直径接收点浓度曲线

Fig.7 Curves with different conduit diameters

度曲线变化(图 8)。随着管道渗透系数增大,浓度曲线峰值依次为 16.59、30.68、30.02 mg/L,峰值到达时间依次为 38、38、38 h,曲线历时时间依次为 412、487、604 h,偏态系数分别为 1.04、1.25、1.37。管道渗透系数越大,浓度曲线峰值越大,曲线越不对称,峰值到达时间相同。

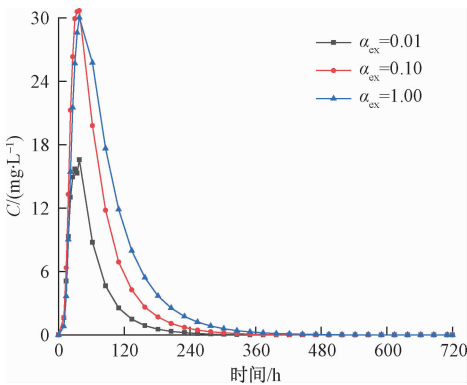


图 8 不同管道渗透系数接收点浓度曲线

Fig.8 Curves with different pipe conductances

4 结论

(1)通过概念模型算例,研究不同水文地质参数对溶质运移的影响,发现随着水力梯度、管道直径及管道渗透系数的增大,孔隙度减小,浓度曲线峰值越大,峰值到达时间越快,浓度穿透曲线越对称,为将来研究实际岩溶区溶质运移现象,如示踪试验穿透曲线、尾矿库污染物在地下河出口的变化规律等提供科学基础。

(2)管道流 CFP 模型能够刻画岩溶管道与基岩裂隙水流交换特征,耦合 MT3DMS 溶质运移模型能够模拟穿透曲线的拖尾现象,符合实际岩溶区特征,为分析岩溶管道流溶质运移特征提供了一种有效手段。

(3)实际岩溶区溶质运移浓度穿透曲线经常存在多峰曲线,管道中存在溶潭、水流陡坎等不连续现象,而 CFP 模型中仅用平直圆管概化岩溶管道特征,与实际岩溶管道形态有一定出入;精确刻画岩溶管道形态特征是进一步研究的目标。

参考文献:

- [1] 刘伟,周宏,周翠英,等. 岩溶表层带基流分割及其变化特征[J]. 水文地质工程地质, 2017, 44(5): 40-45. [LIU W, ZHOU H, ZHOU C Y, et al. Base-flow separation and its variation in epikarst: a case study in the Velika Pasica Cave [J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2017, 44(5): 40-45. (in Chinese)]
- [2] 杨杨,唐建生,苏春田,等. 岩溶区多重介质水流模型研究进展[J]. 中国岩溶, 2014, 33(4): 419-424. [YANG Y, TANG J S, SU C T, et al. Research advances on multi-medium flow model for karst aquifers [J]. Carsologica Sinica, 2014, 33(04): 419-424. (in Chinese)]
- [3] 梁永平,张发旺,申豪勇,等. 山西太原晋祠—兰村泉水复流的岩溶水文地质条件新认识[J]. 水文地质工程地质, 2019, 46(1): 11-18. [LIANG Y P, ZHANG F W, SHEN H Y, et al. Recognition of the critical hydrogeological conditions of the Jinci Spring and Lancun Spring in Shanxi [J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2019, 46(1): 11-18. (in Chinese)]
- [4] SHOEMAKER W B, KUNIANSKY E L, BIRK S, et al. Documentation of a conduit flow process (CFP) for MODFLOW-2005: US geological survey techniques and methods 6-A24[S]. USGS, Reston, 2008: 1-20.
- [5] GALLEGOS J J, HU B X, DAVIS H. Simulating flow in karst aquifers at laboratory and sub-regional scales using MODFLOW-CFP [J]. Hydrogeology Journal, 2013, 21(8): 1749-1760.
- [6] HILL M E, STEWART M T, MARTIN A. Evaluation of the MODFLOW - 2005 conduit flow process[J]. Groundwater, 2010, 48(4): 549-559.
- [7] GALLEGOS J J, HU B X, DAVIS H. Simulating flow in karst aquifers at laboratory and sub-regional scales using MODFLOW-CFP [J]. Hydrogeology Journal, 2013, 21(8): 1749-1760.
- [8] GIESE M, REIMANN T, BAILLY - COMTE V, et al. Turbulent and Laminar Flow in karst conduits under unsteady flow conditions: interpretation of pumping tests by Discrete Conduit - Continuum Modeling[J]. Water Resources Research, 2018, 54(3): 1918-1933.
- [9] 常勇. 裂隙-管道二元结构的岩溶泉水文过程分析与模拟[D]. 南京: 南京大学, 2015. [CHANG Y. Analysis and simulation of the hydrological process of the karst aquifer with fracture-conduit dual structure [D]. Nanjing: Nanjing University, 2015. (in Chinese)]
- [10] 焦友军,潘晓东,曾洁,等. 岩溶管道结构影响泉流量变化的数值模拟研究[J]. 中国岩溶, 2017, 36(5): 736-742. [JIAO Y J, PAN X D, ZENG J, et al. Numerical modeling of the influence of karst-conduit structure on variation of spring flow [J]. Carsologica Sinica, 2017, 36(5): 736-742. (in Chinese)]
- [11] FAULKNER J, HU B X, KISH S, et al. Laboratory analog and numerical study of groundwater flow and solute transport in a karst aquifer with conduit and matrix domains [J]. Journal of Contaminant Hydrology, 2009, 110(1/2): 34-44.
- [12] GHASEMIZADEH R, HELLWEGER F, BUTSCHER C, et al. Groundwater flow and transport modeling of karst aquifers, with particular reference to the North Coast Limestone aquifer system of Puerto Rico[J]. Hydrogeology Journal, 2012, 20(8): 1441-1461.
- [13] EHTIAT M, MOUSAVI S J, SRINIVASAN R. Groundwater modeling under variable operating conditions using SWAT, MODFLOW and MT3DMS: a catchment scale approach to water resources management [J]. Water Resources Management, 2018, 32(5): 1631-1649.
- [14] 李静,梁杏,陈乃嘉,等. 地球化学模拟方法确定黏

- 性土孔隙水化学组分[J]. 水文地质工程地质, 2017, 44(1): 1-8. [LI J, LIANG X, CHEN N J, *et al.* Determination of chemical compositions of pore water in clay-rich formations using geochemical modeling [J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2017, 44(1): 1-8. (in Chinese)]
- [15] XU Z, HU B X. Development of a discrete-continuum VDFST-CFP numerical model for simulating seawater intrusion to a coastal karst aquifer with a conduit system [J]. Water Resources Research, 2017, 53(1): 688-711.
- [16] 魏加华, 郭亚娇, 王荣, 等. 复杂岩溶介质地下水模拟研究进展[J]. 水文地质工程地质, 2015, 42(3): 27-34. [WEI J H, GUO Y J, WANG R, *et al.* Recent advances in simulation approaches of the complex karst medium [J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2015, 42(3): 27-31. (in Chinese)]
- [17] BRKIĆ Ž, KUHTA M, HUNJAK T. Groundwater flow mechanism in the well-developed karst aquifer system in the western Croatia: Insights from spring discharge and water isotopes [J]. CATENA, 2018, 161: 14-26.
- [18] ZHAO L, YANG Y, XIA R, *et al.* Evaluation of a hydrodynamic threshold in the Zhaidi karst aquifer (Guangxi Province, China) [J]. Environmental Earth Sciences, 2018, 77(12): 423-451.
- [19] HU X, WANG X, GUNZBURGER M, *et al.* Experimental and computational validation and verification of the Stokes-Darcy and continuum pipe flow models for karst aquifers with dual porosity structure [J]. Hydrological Processes, 2012, 26(13): 2031-2040.
- [20] REIMANN T, GIESE M, GEYER T, *et al.* Representation of water abstraction from a karst conduit with numerical discrete-continuum models [J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2014, 18(1): 227-241.
- [21] FIELD M S, PINSKY P F. A two-region nonequilibrium model for solute transport in solution conduits in karstic aquifers [J]. Journal of Contaminant Hydrology, 2000, 44(3/4): 329-351.

编辑:汪美华

(上接第17页)

- [16] 李向全, 余秋生, 侯新伟, 等. 宁南清水河盆地地下水循环特征与苦咸水成因[J]. 水文地质工程地质, 2006, 33(1): 46-51. [LI X Q, YU Q S, HOU X W, *et al.* A study of the characteristics of groundwater circulation and the formation of bitter and saline groundwater in the Qingshuihe Basin in the southern Ningxia [J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2006, 33(1): 46-51. (in Chinese)]
- [17] 张兆迪, 于开宁, 刘景涛. 银川平原水化学特征分析[J]. 水文地质工程地质, 2017, 44(2): 23-30. [ZHANG Z D, YU K N, LIU J T. Analysis of characteristics of hydrogeochemistry in Yinchuan Plain [J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2017, 44(2): 23-30. (in Chinese)]
- [18] LEGRANDE A N, KELLEY M, SCHMJD T G A. Modeling insights into deuterium excess as an indicator of water vapor source conditions [J]. Journal of Geophysical Research, 2013, 118(2): 243-262.
- [19] HUANG T M, PANG Z H. The role of deuterium excess in determining the water salinization mechanism: a case study of the arid Tarim River Basin, NW China [J]. Applied Geochemistry, 2012, 27(12): 2382-2388.
- [20] 王雨山, 郭媛. 干旱区地下水咸化机制的区域氘盈余解析[J]. 水文地质工程地质, 2015, 42(6): 29-35. [WANG Y S, GUO Y. A study of groundwater salinization mechanism in arid areas using regional deuterium excess [J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2015, 42(6): 29-35. (in Chinese)]
- [21] TAN H B, HUANG J Z, ZHANG W J, *et al.* Fractionation of hydrogen and oxygen isotopes of gypsum hydration water and assessment of its geochemical indications [J]. Journal of the Geological Society of Australia, 2014, 61(6): 793-801.

编辑:张若琳